第37卷 第6期
2020年11月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 37 No. 6
Nov. 2020

# 沙丘土壤含水量与地下水埋深时空变化特征

张圆浩[1,2]， 阿拉木萨[1]， 印家旺[1,2]， 蒋绍妍[3]

（1. 中国科学院沈阳应用生态研究所，辽宁 沈阳 110016；2. 中国科学院大学，北京 100049；
3. 辽宁林业职业技术学院，辽宁 沈阳 110101）

**摘 要：**干旱半干旱沙丘区降水稀少，蒸发量大，水资源状况是其生态系统运行的关键因素。沙丘区土壤含水量及地下水是其水资源状况的关键衡量指标，本研究依据植被盖度梯度，在沙丘区选取典型沙丘（流动沙丘、半固定沙丘、固定沙丘）为研究对象，开展了不同植被盖度下和不同沙丘坡位的土壤水分含量和地下水埋深变化特征研究。结果表明：（1）沙丘植被盖度影响沙丘土壤含水量，随着植被盖度的增高，沙丘土壤水分含量逐渐降低，表现为土壤水分含量顺序为：流动沙丘>半固定沙丘>固定沙丘。沙丘不同坡位土壤水分含量存在差异，表现为：迎风坡底>背风坡底>迎风坡中>丘顶>背风坡中的趋势。沙丘土壤水分的时间变化特征主要受到降雨过程的控制，呈现出与降雨发生特征的一致性。（2）沙丘区地下水位季节性变化表现出非生长季明显回升，生长季逐渐下降的趋势，年 度变化范围−0.21～0.18 m之间。植被盖度影响沙丘区地下水位的变化特征，变异系数由大到小为：固定沙丘>半固定沙丘>流动沙丘；受降雨影响，当短时间内累积降雨量或者单次降雨量超过30 mm时，沙丘区地下水位表现出对应的回升，回升幅度受到沙丘表面植被盖度和坡位的影响而呈现差异。（3）地下水可能对沙丘坡底位置深层土壤水分进行补给，但对沙丘坡中及以上区域土壤水分未见明显补给作用。

**关键词：**沙丘植被盖度；沙丘坡位；土壤含水量；地下水埋深



在干旱–半干旱地区，土壤水分和地下水是生态系统水分循环的重要组成部分[1-2]。由于降水少，蒸发强，地下水是该区域主要的水分来源之一[3]。沙丘是组成沙地生态系统的基本单元，水分是限制其植被恢复的关键因子[4]，沙丘的水分状况直接决定了沙地生态系统发展的方向。

中外研究者对沙丘水文状况进行了大量研究[5-6]。主要集中在沙丘土壤水分的入渗及其时空动态变化，以及降雨对沙丘水分的补给特征等方面；研究发现，流动沙丘的土壤水分来源主要为降雨入渗[7]，而补给期主要在生长季期间，土壤水分的时间动态明显受到降雨的影响，在雨季高于其他季节；空间动态则表明，表层的土壤含水量波动最大，由浅及深土壤水分呈现先升高后降低的趋势。以往研究中将沙丘土壤含水量变化与潜水埋深特征相结合的研究比较少见，在大部分研究中，地下水埋深的研究仅作为一个辅助因素来分析，主要体现在对沙丘蒸散发、降雨对其的补给等方面[8-9]，而且由于沙丘地下水位埋深较深，现场观测存在很多困难，导致大部分研究者采用数值模拟的方法，野外模型参数的缺乏、过于简化水文过程降低了最终结果的可信度[10-11]。在科尔沁沙地沙丘区关于土壤水分含量、地下水位波动和降雨量之间的关系是该区域水文关系研究的主要问题之一。

本研究通过对科尔沁沙地典型沙丘土壤含水量以及地下水位的观测，分析沙丘植被盖度和坡位对土壤含水量、地下水位时空变化特征的影响，及其对降雨过程的响应，试图明确沙丘植被对沙丘土壤水分和地下水位的影响，为干旱半干旱区沙地生态系统水资源评估及植被恢复提供科学依据。

## 1 研究方法

### 1.1 研究区概况

研究区位于我国科尔沁沙地的西南缘，内蒙古赤峰市翁牛特旗乌兰敖都地区（43°02′03.0"N，

**收稿日期：**2020-01-20； **修订日期：**2020-04-21
**基金项目：**国家自然科学基金“科尔沁沙地沙丘生态水文调节作用研究”项目（31670712）资助
**作者简介：**张圆浩（1994-），男，硕士研究生，主要从事沙地水文运移研究. E-mail: zhangyuanhao17@mails.ucas.ac.cn

119°38′48.0"E)。研究地区主要景观为流动沙丘、半固定沙丘、固定沙丘及丘间低地等,主要植物种类为沙生灌木:小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*)、山竹子(*Hedysarum fruticosum*)、小黄柳(*Salix gordejevii*)、沙蒿(*Artemisia desertorum*)等和沙生草本植物沙蓬(*Agriophyllum squarrosum*)、雾冰藜(*Bassia dasyphylla*)、狗尾草(*Setaria viridis*)等,土壤类型为风积沙土,丘间地地下水位埋深为1~2 m,间或丘间地存在地表积水。该地区为温带大陆性半干旱季风气候,近40 a(1981—2018年)来平均年降雨量为311.23 mm,其中6—8月降雨量占全年降雨量70%左右,该地区年均风速为4.2 m·s$^{-1}$,无霜期140~160 d。

### 1.2 试验设计

根据植被盖度差异,选取3种类型(固定沙丘、半固定沙丘、流动沙丘)的典型沙丘为研究对象(表1),其沙丘形态特征尽量保持一致,在各沙丘设置一条自迎风坡坡底至背风坡底的样带,在样带的沙丘底部和中部以及丘顶位置布设地下水位观测井(图1),观测井材料为Φ=6.6 cm的PVC管,深度以达到地下水位为准。采用人工观测的方法连续观测地下水位的变化,观测起始时间为2018年11月15日,在非生长季(2018年11月至2019年4月)每月中旬测定1次;在生长季节(5—10月),于每月的上、中、下旬分别进行观测,并根据降雨事件适时增加观测次数。土壤含水量的测定于2019年5月开始,每15 d观测1次,测定点紧邻地下水位观测井,取样深度为0~200 cm,每10 cm为一层,每个点位进行3次重复,土壤含水量采用烘干法测量。气象数据来源于距离研究区3 km的乌兰敖都气象站。在沙丘区布置10 m×10 m样方进行植被调查(长度、宽度、高度、基径、分枝数),根据植被投影面积计算植被覆盖度(植物投影面积除以样方面积)。土壤容重、最大持水量、毛管持水量采用换刀法进行测定。

### 1.3 数据统计分析

数据分析和作图分别采用SPSS 21.0、Origin 2018等相关软件。进行描述性统计分析、单因素方差分析和二元变量相关分析。

## 2 结果与分析

### 2.1 研究期间降雨特征分析

从图2可以看出,整个观测期间(2018年11月1日至2019年9月30日),共发生45次降雨事件,累计降雨量为320.6 mm,单次降雨量在0.1~49.3 mm之间波动,其中有4次大于30 mm的次降雨事件,降雨主要集中发生在5—8月,占到整个期间降雨量总和的81.45%。

### 2.2 土壤含水量的时空变化特征

2.2.1 植被对沙丘土壤水分时空变化的影响 由图3可以发现,在整个观测期间,不同类型沙丘土壤含水量随时间变化有明显的波动性,且其变化趋势受到了降雨分布的影响,随着降雨量的增加而升高。在累积降雨量较高的5月下旬、6月下旬和8月中旬,不同类型沙丘的土壤含水量均达到相对较高值,而在降雨量稀少的9月,土壤含水量也降低到整个观测期间较低值。对整个取样剖面的平均土壤含水量与降雨量进行相关分析可以发现,流动沙丘与固定沙丘的土壤含水量和降雨量存在显著相关性。虽然半固定沙丘土壤含水量与降雨分布没有显著相关性,但是从图3中可以看出,它们之间有相同的变化趋势。

沙丘土壤含水量除受到降雨分布影响外,同时还受到该区域植被状况的影响。由图4a可以发现,不同类型沙丘在垂直尺度上,土壤含水量变化趋势不同。具体体现在土壤含水量的最低值均出现在

**表1 典型沙丘特征值**

**Tab.1 Characteristic values of typical dunes**

| 沙丘类型 | 迎风坡 | | 背风坡 | | 盖度/% | 土壤容重/(g·cm$^{-3}$) | 最大持水量/% | 毛管持水量/% | 植被种类(优势物种) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 长度/m | 坡度/(°) | 长度/m | 坡度/(°) | | | | | |
| 固定沙丘 | 21 | 10 | 10 | 25 | 50 | 1.46 | 49.38 | 46.54 | 小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*) |
| 半固定沙丘 | 18 | 13 | 9 | 27 | 18 | 1.55 | 23.82 | 23.23 | 小叶锦鸡儿(*Caragana microphylla*)、乌丹蒿(*Artemisia wudanica*) |
| 流动沙丘 | 34 | 11 | 12 | 28 | <5 | 1.65 | 22.04 | 19.74 | 无 |

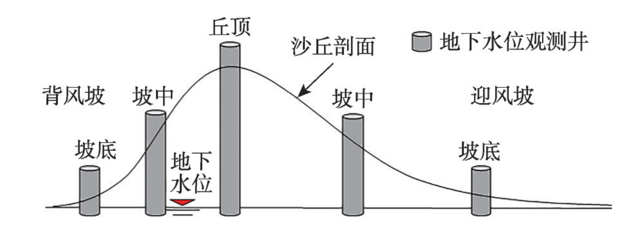



图1　研究区地下水位观测井布设剖面

Fig. 1　Sectional layout of groundwater observation wells

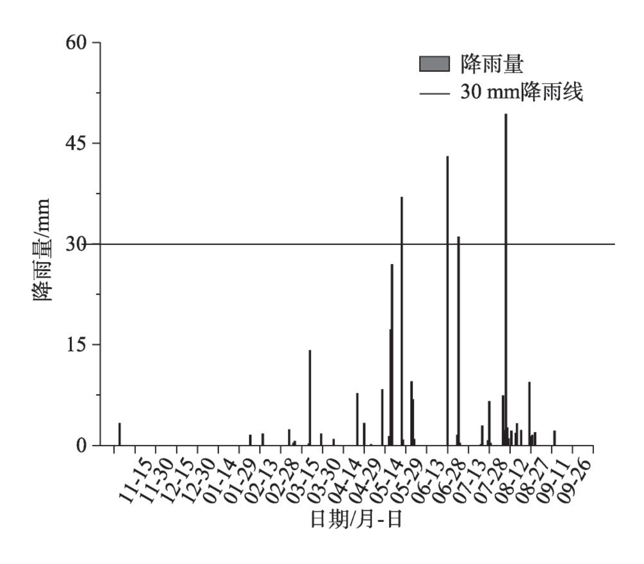



图2　试验期间日降雨

Fig. 2　Daily rainfall during the experiment

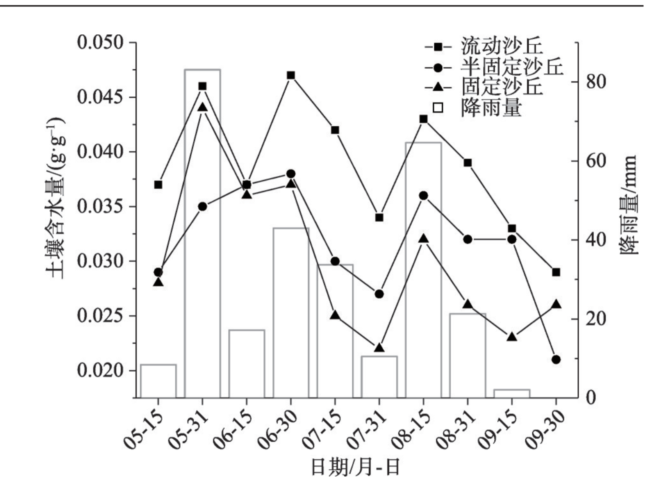



图3　土壤含水量随时间变化动态及对应的降雨量分布

Fig. 3　Dynamic changes of soil moisture content with time and corresponding rainfall distribution

表层(0~10 cm)，3种类型沙丘依次为0.027 $g\cdot g^{-1}$、0.028 $g\cdot g^{-1}$、0.029 $g\cdot g^{-1}$，最高值出现的深度有所区别，其中流动沙丘为180~190 cm的0.050 $g\cdot g^{-1}$，半固定和固定沙丘分别为80~100 cm的0.040 $g\cdot g^{-1}$、0.036 $g\cdot g^{-1}$，变化趋势为流动沙丘随着深度的增加而增加，半固定沙丘先增加后降低，而固定沙丘一直表现出比较稳定的状态且始终处于较低水平。同时，受到植被盖度的影响，不同类型沙丘土壤含水量整体上也有显著差异性(图4b)，整体表现出：流动沙丘>半固定沙丘>固定沙丘，即植被盖度越高，土壤含水量越低。

2.2.2　沙丘坡位对土壤水分的影响　整个观测期间坡位对土壤含水量高低产生了明显的影响，各坡位土壤含水量高低具体表现为：迎风坡底>背风坡底>迎风坡中>丘顶>背风坡中(图5)。迎风坡底、坡中、丘顶、背风坡中、坡底的平均土壤含水量分别为0.041 $g\cdot g^{-1}$、0.038 $g\cdot g^{-1}$、0.037 $g\cdot g^{-1}$、0.035 $g\cdot g^{-1}$、0.040 $g\cdot g^{-1}$。对比降雨量可以发现，2次土壤含水量观测间隔期间的累计降雨量直接影响着土壤含水量的高低。累计降雨量最高值出现在5月下旬和8月中旬，最低值出现在5月中旬和9月，相应地，迎

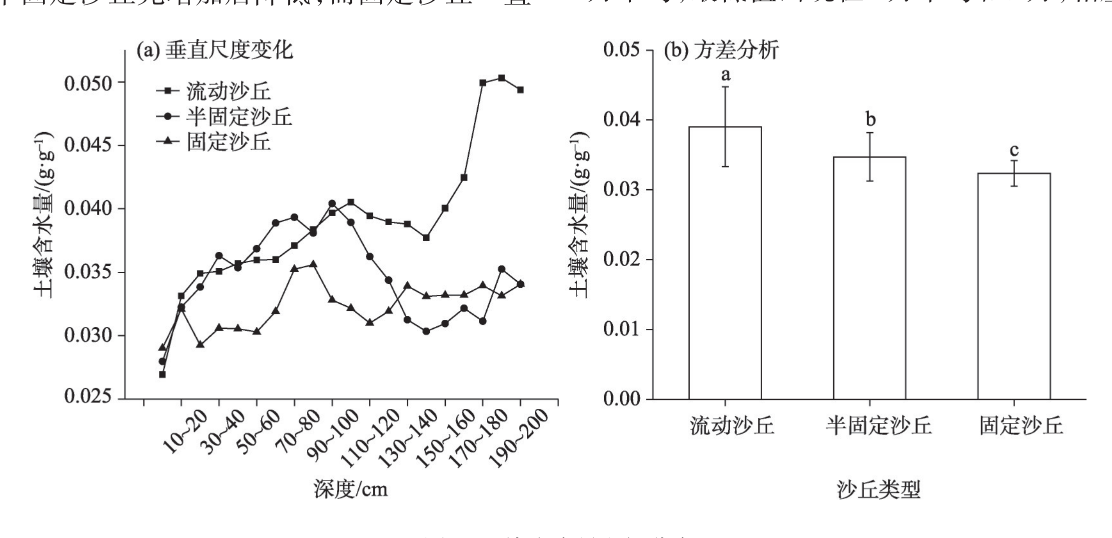



图4　土壤含水量空间分布

Fig. 4　Spatial distribution of soil moisture content

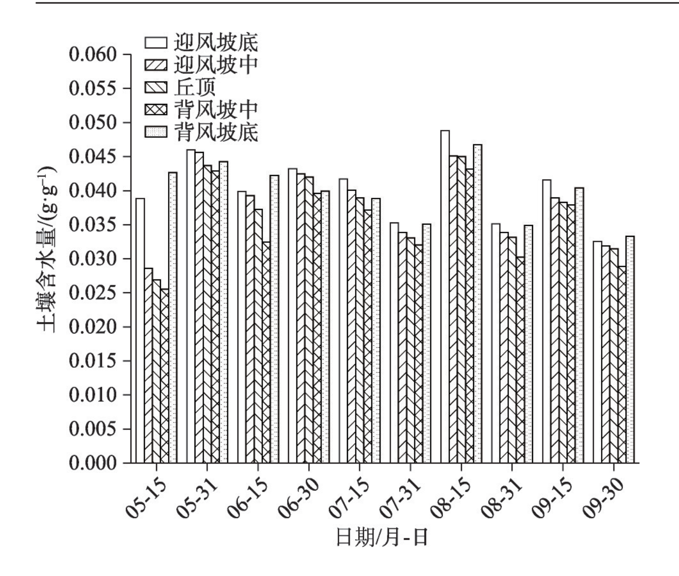



图5 不同坡位土壤含水量随时间变化

Fig. 5 Soil moisture changes over time in different slope position

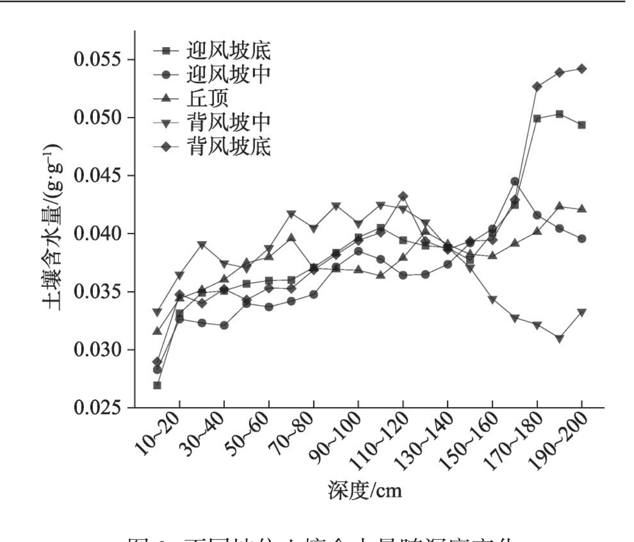



图6 不同坡位土壤含水量随深度变化

Fig. 6 Soil moisture content at different slope positions varies with depth

风坡中的土壤含水量最高值出现在5月下旬，为0.046 g·g$^{-1}$,其余位置均出现在8月中旬，此时迎风坡底、坡中、丘顶和背风坡坡底的土壤含水量分别为0.049 g·g$^{-1}$、0.045 g·g$^{-1}$、0.045 g·g$^{-1}$、0.047 g·g$^{-1}$；坡中和丘顶土壤含水量最低值出现在5月中旬，迎风坡、背风坡坡中、丘顶分别为0.029 g·g$^{-1}$、0.026 g·g$^{-1}$、0.027 g·g$^{-1}$，坡底土壤含水量的最低值则出现在9月底，迎风坡、背风坡均为0.033 g·g$^{-1}$。

图6分析可知，不同坡位土壤含水量在0~150 cm土壤层变化比较稳定，没有明显的波动性，但当深度大于150 cm时，土壤含水量差异性明显增强，其中坡底的土壤含水量明显高于其他位置，迎风坡底、坡中、丘顶、背风坡中、坡底150 cm以下土层土壤平均含水量依次为0.046 g·g$^{-1}$、0.041 g·g$^{-1}$、0.040 g·g$^{-1}$、0.033 g·g$^{-1}$、0.049 g·g$^{-1}$，这可能是由于坡底地下水埋深较浅，其深层土壤含水量会受到地下水的补给。

### 2.3 地下水埋深的时空变化特征

2.3.1 *植被对地下水位波动幅度的影响* 由图7可知，整个观测期间，地下水位随时间变化呈现出先回升后降低的趋势，在2018年11月至2019年3月期间属于地下水位回升期，而在2019年4—10月属于地下水位下降期，整体呈现下降趋势。其中回升期地下水位最多回升初始地下水位以上0.21 m处，而下降期，则最多下降至初始地下水位以下0.18 m处。植被盖度的不同明显引起了地下水位波动幅

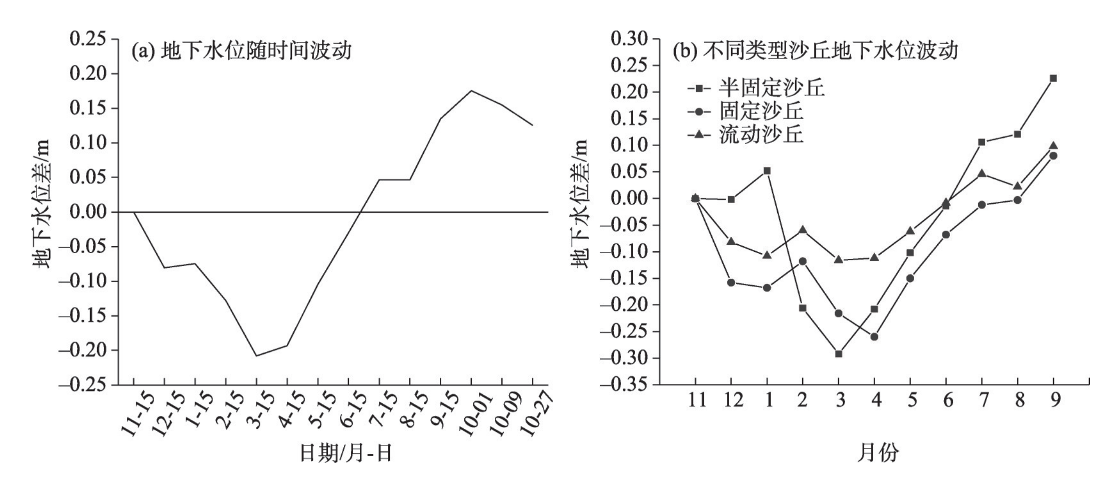



图7 地下水位波动动态

Fig. 7 Dynamics of groundwater level fluctuations

度的差异，不同类型沙丘的地下水位波动幅度范围不同，相比于初始水位，其中半固定沙丘地下水位变化最大，在回升期最多回升至0.29 m，而在下降期最多下降至0.22 m；固定沙丘次之，回升期最值0.22 m，下降期最值为0.08 m；流动沙丘地下水位最稳定，回升期最值为0.12 m，下降期最值为0.10 m。

2.3.2　坡位对地下水位波动幅度的影响　坡位的不同直接影响着地下水位波动幅度情况。由图8可知，如果以2018年11月地下水位为基准，则在整个观测期间，各坡位地下水位最终均为下降的状态，且坡位越低，下降量越小。其中坡底下降最少，迎风坡、背风坡坡底分别下降0.08 m、0.03 m，坡中次之，迎风坡、背风坡中分别下降0.19 m、0.20 m，丘顶下降最明显，为0.24 m。另外，当坡位越低时，相应的地下水位变化极值基本表现为在回升期回升越高，下降期越低的状态，在回升期间，迎风坡、背风坡底分别为0.20 m、0.31 m，迎风坡、背风坡中分别为0.24 m、0.21 m，丘顶为0.17 m；在下降期间，迎风坡、背风坡底分别为0.09 m、0.03 m，迎风坡、背风坡中分别为0.19 m、0.17 m，丘顶为0.24 m。

从表2可以看出，迎风坡坡底的地下水位变化

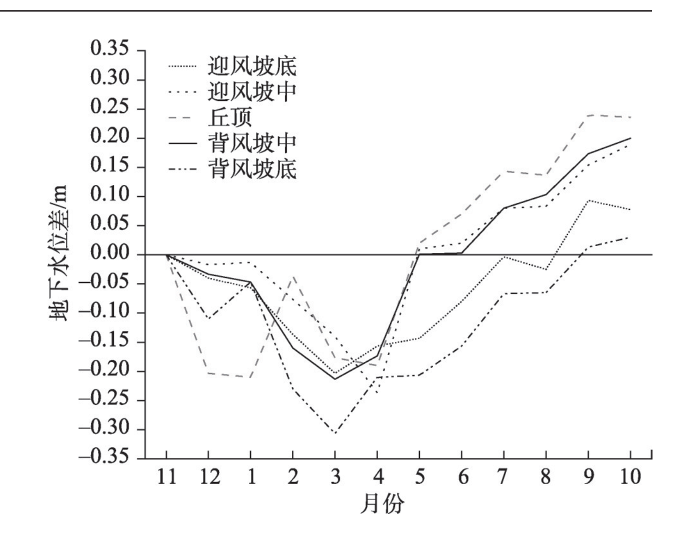



图8　不同坡位地下水位随时间波动

Fig. 8　Fluctuations of groundwater level with time on different slopes

变异系数最大，背风坡坡底次之。在不同类型的沙丘中，固定沙丘的变异系数最大，半固定沙丘次之，流动沙丘的变异系数最小，表明植被影响着地下水位的变异系数。其中极差最大的坡位均位于半固定沙丘，分别是0.89 m、0.68 m、0.6 m，同时标准差最大值出现在固定沙丘迎风坡的位置，这与变异系数最值相一致。

**表2　不同类型沙丘地下水位特征值**

**Tab.2　Characteristic values of groundwater levels in different types of dunes**

| 沙丘类型 | 特征值 | 位置 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 迎风坡底 | 迎风坡中 | 丘顶 | 背风坡中 | 背风坡底 |
| 半固定沙丘 | 均值/m | 2.95 | 8.30 | 12.73 | 7.85 | 2.99 |
| | 标准差 | 0.24 | 0.13 | 0.18 | 0.20 | 0.18 |
| | 变异系数 | 0.08 | 0.016 | 0.01 | 0.03 | 0.06 |
| | 极差/m | 0.89 | 0.42 | 0.58 | 0.68 | 0.6 |
| 固定沙丘 | 均值/m | 2.51 | 6.72 | 11.17 | 6.43 | 2.21 |
| | 标准差 | 0.82 | 0.14 | 0.20 | 0.10 | 0.10 |
| | 变异系数 | 0.33 | 0.020 | 0.02 | 0.02 | 0.05 |
| | 极差/m | 0.27 | 0.53 | 0.59 | 0.30 | 0.34 |
| 流动沙丘 | 均值/m | 3.46 | 7.84 | 12.66 | 10.55 | 3.86 |
| | 标准差 | 0.05 | 0.07 | 0.15 | 0.08 | 0.06 |
| | 变异系数 | 0.02 | 0.009 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| | 极差/m | 0.16 | 0.22 | 0.43 | 0.25 | 0.18 |

## 3　讨　论

在干旱半干旱区，水分是该区域生态环境重要的组成部分，尤其在沙丘区，是该区域生态系统的主要限制因子，是所有生物生命来源[12-13]。降水和地下水是水分补给的主要来源，降雨量的多少以及地下水埋深是决定土壤水分状况的关键因子。降雨量对土壤水分的补给受到降雨量大小、土壤质地、地质地貌、植被等影响[14-15]，在本研究中我们以

不同类型沙丘(不同盖度)、不同地下水埋深(不同坡位)对土壤含水量的影响为研究对象,首先在不同盖度条件下,发现植被盖度越高,土壤含水量越低,这与众多学者研究结果一致[16-17],研究还表明:沙丘地表的植被特征通过影响降雨截留、植物蒸腾、根系吸水等过程,影响到其下土壤水分含量的变化;其次在不同地下水埋深条件下,本研究发现在地下水埋深最浅的坡底位置,深层土壤水分含量较其他位置高,进而说明深层土壤可能得到了地下水的补给,而在坡中和丘顶的位置,因较大的地下水位埋深,其影响范围无法达到相应土壤深度进行补给。通常地下水对土壤水分的补给主要通过毛管作用和水汽上升凝结过程来进行,而毛管作用受到土壤物理性质的影响,周宏等[18]以巴丹吉林沙漠荒漠区典型沙丘土壤剖面为研究对象,发现毛管水上升高度主要受到土壤容重和土壤黏粒含量的影响,且2种典型土壤上升高度为152 cm和120 cm,而在大部分研究中表明,毛管水上升高度一般为60 cm左右[19];地下水水汽上升凝结过程以薄膜水的形式对深层土壤水分进行补给[20]。在本研究中,沙丘坡中和丘顶潜水位埋深已经远远超过这些阈值,而在丘底的位置深层土壤含水量可能受到地下水的补给,所以,地下水埋深的差异引起了坡底和其他坡位处的深层土壤含水量的显著差异(图9)。除此

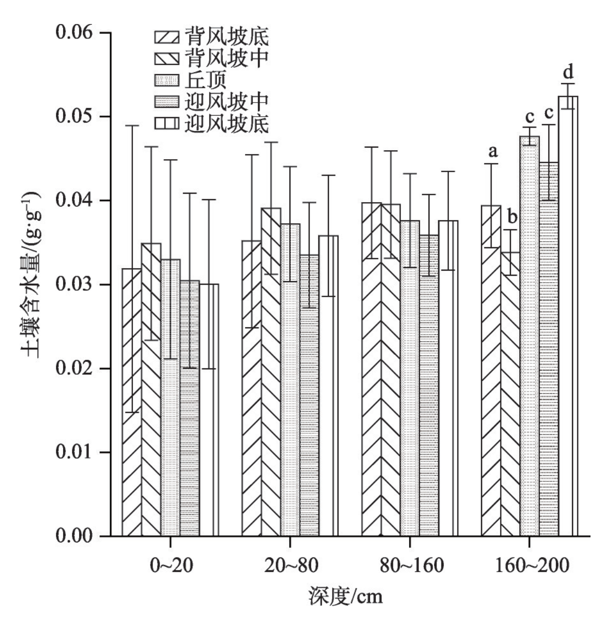



图9 不同坡位地下水位对土壤含水量的影响

Fig. 9 Effect of groundwater level on soil moisture content at different slopes

之外,由于迎风坡中风蚀作用,背风坡中持续堆沙作用影响,导致坡中的土壤含水量形成特有的水分变化趋势[21]。众多研究表明,土壤含水量受到降雨的影响较为显著[22-23],其变化趋势与降雨量分布趋同,在固定沙丘和流动沙丘区,土壤含水量与降雨量显著相关。

前人的研究表明,影响地下水位波动的因素有很多,其中,包括降水特征、年降水总量、包气带岩性成分、入渗厚度以及地表形态与植被发育过程等[24-25]。本研究发现,沙丘区的植被盖度对地下水位的变化的影响主要体现在对地下水变化幅度方面,在植被覆盖度最高的固定沙丘区,地下水位波动幅度较大,变异系数最大,表明植被通过对降雨入渗过程的影响而对地下水补给过程产生影响,主要原因可能存在于以下几个方面:一是生长季期间温度高,蒸发量大,在降雨不久之后大量水分通过植被冠层截留和地表蒸发过程流失;二是较大盖度的植被区通过根系吸水和植物蒸腾过程消耗了较多的降雨-土壤水资源,减少了深层渗漏对地下水的补给量[26];同时,在干旱半干旱区地下水埋深较浅的区域,植被会通过根系吸收地下水来补充水分[27],固定沙丘的植被覆盖度最高,从而导致其变异性最大。上述过程表明植被是影响沙丘地下水位波动的主要因素之一。

除此之外,还有众多因素可影响地下水位波动,温度降低的同时,蒸发量也会降低[28-29],在冻融期,由于冻层隔水作用的影响,地下水与大气中水分交换量急剧减少[30],土壤水分是不断上升的[31-32],从而导致非生长季地下水位的回升。同时,降雨对地下水位波动也会产生影响,以往研究表明,在极端干旱区,只有极端降雨时间能引起地下水位的回升[33-34],本研究得到了相似的结论,由图10和表3可以发现,对几次大的降雨事件(>30 mm)之后地下水位波动情况进行比较发现,在比较大的降雨条件下,地下水位会回升或者其降低趋势减缓。在64.4 mm降雨量的条件下,固定、半固定、流动沙丘分别回升0.20 m、0.41 m、0.32 m,表4中分析可知,地下水位回升量并没有随降雨量增加而升高的趋势,这可能是由于降雨特征不同,从而相应的温度、植被状况等众多因子不同,导致回升量大小随降雨量多少无规律的变化。

研究发现,沙丘的不同坡位对地下水位变化幅

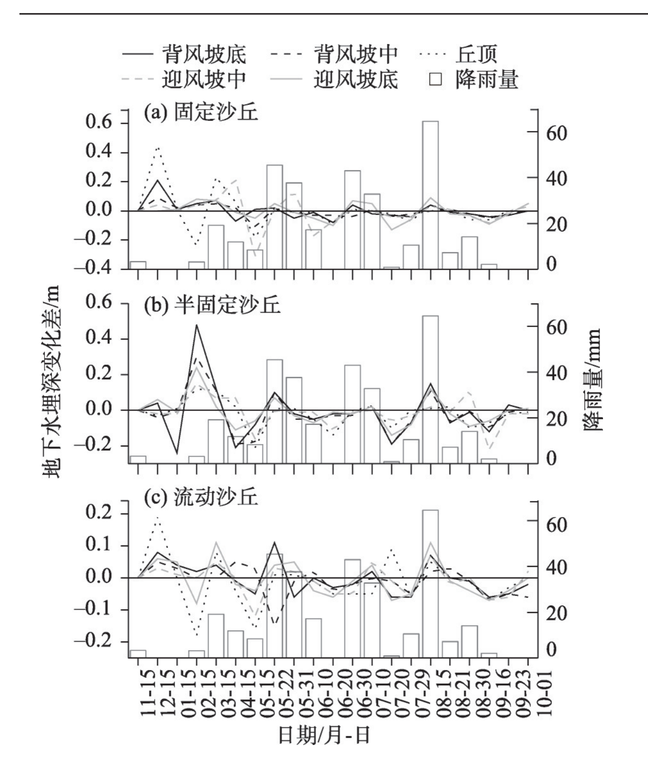



图10 不同类型沙丘区地下水位变化差随时间变化动态

Fig. 10 Dynamic difference of groundwater level with time in different types of dune areas

表3 较大降雨量条件下地下水位回升值

**Tab. 3 Groundwater level rise under heavy rainfall conditions**

| 降雨量/mm | 回升高度/m | | |
|---|---|---|---|
| | 固定沙丘 | 半固定沙丘 | 流动沙丘 |
| 45.4 | 0.11 | 0.28 | 0.04 |
| 37.7 | 0.05 | −0.1 | 0.01 |
| 43 | 0.09 | −0.08 | −0.15 |
| 32.8 | 0.04 | 0.09 | 0.06 |
| 64.6 | 0.2 | 0.41 | 0.32 |

度存在影响，随着坡位的增高，包气带厚度增加，地下水埋深逐渐增大，降雨入渗补给地下水的流程增加，形成对地下水补给的时间差，进而表现出地下水位波动性差异；同时，沙丘坡度也影响地下水位的变化幅度，随着沙丘坡度变缓，坡面降水的侧渗减少[35-36]，有利于降水的垂直入渗补给地下水，引起地下水位波动性增强，而在坡度较陡的区域，降雨入渗时，侧渗量占到很大一部分比例[37]，减缓了降水补给地下水过程，降低了地下水位的波动性。关于地下水蒸发的研究表明，当地下水埋深越浅的时候，其通过毛管上升和水汽凝结过程补给上层土壤水分，促进其蒸发过程，且较浅的地下水位受到降水的补给也是最直接和明显的[38]。

## 4 结 论

（1）生长季期间，植被盖度是影响土壤含水量的主要因素之一，植被盖度越高，土壤含水量越低，表现在沙丘区为土壤含水量在固定沙丘最低，半固定沙丘次之，流动沙丘最高。同时坡位也会对土壤含水量产生影响，在不同坡位上，坡底的土壤含水量要高于其他位置。

（2）地下水埋深在非生长季会有明显的回升现象，而在生长季期间，地下水埋深不断下降。植被盖度的不同会引起地下水位波动的差异，差异性大小具体表现为：固定沙丘>半固定沙丘>流动沙丘；同时不同坡位也会引起地下水位波动性的差异，差异性大小具体为：迎风坡底>背风坡底>迎风坡中>丘顶>背风坡中，当短时间内累积降雨量或者单次降雨量超过30 mm时，地下水位会有缓慢的回升或者其降低的趋势会减缓。

（3）沙丘底部深层土壤水分含量高于其他坡位，可能存在地下水补给过程，沙丘坡底区域较好的土壤水分状况更有利于固沙植被的形成，这对固沙植被的合理格局设置具有实践指导意义。

### 参考文献(References)：


[1] Pandey R K, Maranville J W, Chetima M M. Deficit irrigation and nitrogen effects on maize in a Sahelian environment II. Shoot growth, nitrogen uptake and water extraction[J]. Agricultural Water Management, 2000, 46(1): 15−27.

[2] Pataki D E, Huxman T E, Jordan D N, et al. Water use of two Mojave Desert shrubs under elevated $CO_2$[J]. Global Change Biology, 2000, 6(8): 889−897.

[3] De Leon I N, Garfias−Soliz J, Mahlknecht J. Groundwater flow regime under natural conditions as inferred from past evidence and contemporary field observations in a semi−arid basin: Cuenca de la Independencia, Guanajuato, Mexico[J]. Journal of Arid Environments, 2005, 63(4): 756−771.

[4] Lozano−Parra J, Lozano−Fondon C, Pulido M, et al. The role of water on plant biomass in the semiarid zone with the Mediterranean climate of Chile[J]. Revista De Geografia Norte Grande, 2018, (71): 91−108.

[5] Ma J, Edmunds WM. Groundwater and lake evolution in the Ba-

dain Jaran desert ecosystem, Inner Mongolia[J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(7): 1231–1243.

[6] 訾晶, 贾德彬, 郭少峰, 等. 2014年浑善达克沙地黄柳生长季水分来源同位素示踪研究[J]. 干旱区研究, 2017, 34(2): 350–355. [Jian Jing, Jia Debin, Guo Shaofeng, et al. Water sources in growing season of *Salix gordejevii* in the Otindag Sandy Land traced by stable D isotope in 2014[J]. Arid Zone Research, 2017, 34(2): 350–355. ]

[7] 阿拉木萨, 周丽芳. 科尔沁沙地流动沙丘土壤水分空间变化特征分析[J]. 土壤, 2011, 43(3): 392–397. [Alamusa, Zhou Lifang. Spatial variation of soil water storage (SWS) on active dune in Horqin Sandy Land[J]. Soils, 2011, 43(3): 392–397. ]

[8] 张勃, 丁文晖, 孟宝. 干旱区土地利用的地下水水文效应分析——以黑河中游地区为例[J]. 干旱区地理, 2005, 28(6): 764–769. [Zhang Bo, Ding Wenhui, Meng Bao. Impacts of land use changes on groundwater resources in arid area : Case study of middle reaches of middle reaches of Heihe River[J]. Arid Land Geography, 2005, 28(6): 764–769. ]

[9] 李丽琴, 王志璋, 贺华翔, 等. 基于生态水文阈值调控的内陆干旱区水资源多维均衡配置研究[J]. 水利学报, 2019, 50(3): 377–387. [Li Liqin, Wang Zhizhang, He Huaxiang, et al. Research of water resources multi- dimensional equilibrium allocation based on eco–hydrological threshold regulation in inland arid region[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2019, 50(3): 377–387. ]

[10] 芮孝芳. 流域水文模型研究中的若干问题[J]. 水科学进展, 1997, 8(1): 97–101. [Rui Xiaofang. Some problems in research of watershed hydrology model[J]. Advances in Water Science, 1997, 8(1): 97–101. ]

[11] 梁犁丽, 冶运涛, 龚家国, 等. 分布式水文模型在短期水文预报中应用的可行性探讨[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 2013, 11(3): 210–215. [Liang Lili, Ye Yuntao, Gong Jiaguo, et al. Feasibility analysis of the application of the distributed hydrological model in the short- term hydrological forecast[J]. Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research, 2013, 11(3): 210–215. ]

[12] Han D, Zhou T. Soil water movement in the unsaturated zone of an inland arid region: Mulched drip irrigation experiment[J]. Journal of Hydrology, 2018, 559: 13–29.

[13] 朱永官, 李刚, 张甘霖, 等. 土壤安全: 从地球关键带到生态系统服务[J]. 地理学报, 2015, 70(12): 1859–1869. [Zhu Yongguan, Li Gang, Zhang Ganlin, et al. Soil security: From Earth's critical zone to ecosystem services[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(12): 1859–1869. ]

[14] Karr J R. Biological Integrity: A Long–neglected aspect of water–resource management[J]. Ecological Applications, 1991, 1(1): 66–84.

[15] 方婷婷, 闫勇智, 刘庆福, 等. 内蒙古荒漠草原降水有效性分析——基于苏尼特右旗过程降水量的监测[J]. 干旱区研究, 2019, 36(3): 691–697. [Fang Tingting, Yan Yongzhi, Liu Qingfu, et al. Precipitation effectiveness in desert steppe in Inner Mongolia: Based on monitoring of storm precipitation in Sonid Right Banner[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(3): 691–697. ]

[16] 陈有君, 关世英, 李绍良, 等. 内蒙古浑善达克沙地土壤水分状况的分析[J]. 干旱区资源与环境, 2000, 14(1): 80–85. [Chen Youjun, Guan Shiying, Li Shaoliang, et al. Soil water regime of Hunshandake Sandy Land in Inner Mongolia[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2000, 14(1): 80–85. ]

[17] 崔向慧. 干旱半干旱沙区人工植被与土壤水分环境相互作用关系研究进展[J]. 世界林业研究, 2010, 23(6): 50–54. [Cui Xianghui. Research advances in the interaction relationships between artificial vegetations and soil moisture in arid and semi–arid sandy regions of China[J]. World Forestry Research, 2010, 23(6): 50–54. ]

[18] 周宏, 赵文智. 荒漠区包气带土壤物理特征及其对地下水毛管上升影响的模拟[J]. 应用生态学报, 2019, 30(9): 2999–3009. [Zhou Hong, Zhao Wenzhi. Soil physical characteristics of shallow vadose zone and modeling its effects on upward capillary rise of groundwater in an arid–desert area[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2019, 30(9): 2999–3009. ]

[19] 赵景波, 马延东, 邢闪, 等. 腾格里沙漠宁夏中卫沙层含水量研究[J]. 山地学报, 2010, 28(6): 653–659. [Zhao Jingbo, Ma Yandong, Xing Shan, et al. Study on moisture content in sand layers of Tengger Desert in Zhongwei, Ningxia[J]. Mountain Research, 2010, 28(6): 653–659. ]

[20] 陈建生, 陈茜茜, 王婷. 阿拉善沙漠湿沙层水分来源同位素示踪[J]. 水科学进展, 2014, 25(2): 196–206. [Chen Jiansheng, Chen Qianqian, Wang Ting. Isotopes tracer research of wet sand layer water sources in Alxa Desert[J]. Advances in Water Science, 2014, 25(2): 196–206. ]

[21] 姜涛. 辽西北流动沙丘土壤水分运动时空变化规律研究[J]. 水利技术监督, 2016, 24(5): 63–65, 70. [Jiang Tao. Temporal and spatial variations of soil water movement in moving sand dunes in Northwest Liaoning[J]. Technical Supervision in Water Resources, 2016, 24(5): 63–65, 70. ]

[22] 闫德仁, 黄海广, 胡小龙, 等. 降雨对流动沙丘水分动态变化特征的影响[J]. 内蒙古农业大学学报(自然科学版), 2016, 37(1): 47–53. [Yan Deren, Huang Haiguang, Hu Xiaolong, et al. Influence of rainfall on soil water dynamic in moving sand dune[J]. Journal of Inner Mongolia Agricultural University(Natural Science Edition), 2016, 37(1): 47–53. ]

[23] 高红贝, 邵明安. 干旱区降雨过程对土壤水分与温度变化影响研究[J]. 灌溉排水学报, 2011, 30(1): 40–45. [Gao Hongbei, Shao Ming'an. Effect of rainfall on soil water and soil temperature in arid region[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2011, 30(1): 40–45. ]

[24] 梁海荣, 李佳陶, 李艳丽, 等. 乌兰布和沙漠灌溉农田深层渗漏特征与水量平衡[J]. 中国沙漠, 2019, 39(4): 187–194. [Liang Hairong, Li Jiatao, Li Yanli, et al. Deep leakage characteristics and water balance of irrigated farmland in Ulan Buh Desert[J].

Journal of Desert Research, 2019, 39(4): 187-194. ]

[25] Edmunds W M, Ma J, Aeschbach-Hertig W, et al. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Minqin Basin, North West China[J]. Applied Geochemistry, 2006, 21(12): 2148-2170.

[26] 冯伟, 杨文斌, 唐进年, 等. 中国沙漠(地)深层渗漏量及动态特征[J]. 中国沙漠, 2015, 35(5): 1362-1370. [Feng Wei, Yang Wenbin, Tang Jinnian, et al. Deep soil water infiltration and its dynamic characteristics in Chinese Deserts[J]. Journal of Desert Research, 2015, 35(5): 1362-1370. ]

[27] Lautz L K. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone[J]. Hydrogeology Journal, 2008, 16(3): 483-497.

[28] 俞书恒. 近四十年中国东部地区蒸发皿蒸发量变化特征及其原因分析[D]. 昆明: 云南大学, 2018. [Yu Shuheng. Characteristics and Causes of Panevaporation over Eastern China in Recent 40 Years[D]. Kunming: Yunnan University, 2018. ]

[29] 高壮壮, 刘海军, 张智郡, 等. 不同质地条件下土壤表层温度与土壤蒸发量的关系研究[J]. 灌溉排水学报, 2019, 38(9): 42-48. [Gao Zhuangzhuang, Liu Haijun, Zhang Zhijun, et al. Study on relation between soil surface temperature and soil relative evaporation of different soil texture[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2019, 38(9): 42-48. ]

[30] 王驰. 地下水浅埋区土壤冻融过程规律及模型对比研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2018. [Wang Chi. Study on Soil Freeze-Thaw Process in Shallow Groundwater Area and Model Comparison in Horqin Sandy land with Meadow Land Features[D]. Hohhot: Inner Mongolia Agricultural University, 2018. ]

[31] Desilans A P, Bruckler L, Thony J L, et al. Numerical modeling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil: Comparison with field observations[J]. Journal of Hydrology, 1989, 105(1-2): 109-138.

[32] 丑亚玲, 李永娥, 王莉杰, 等. 渭河流域西部季节冻融对浅层非饱和土壤水热变化的影响[J]. 冰川冻土, 2009, 41(4): 926-936. [Chou Yaling, Li Yong'e, Wang Lijie, et al. Effects of seasonal freezing and thawing on the hydrothermal changes of the shallow unsaturated soil in the western Weihe River basin[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2009, 41(4): 926-936. ]

[33] Gates J B, Edmunds W M, Ma J, et al. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride[J]. Hydrogeology Journal, 2008, 16(5): 893-910.

[34] Scanlon B R, Mukherjee A, Gates J, et al. Groundwater recharge in natural dune systems and agricultural ecosystems in the Thar Desert region, Rajasthan, India[J]. Hydrogeology Journal, 2010, 18 (4): 959-972.

[35] 赵从举, 康慕谊, 雷加强. 古尔班通古特沙漠腹地土壤水分时空分异研究[J]. 水土保持学报, 2004, 18(4): 158-161. [Zhao Congju, Kang Muyi, Lei Jiaqiang. Space-time distribution of soil moisture in hinter land of Ggurbantonggut Desert[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2004, 18(4): 158-161. ]

[36] 刘昊, 周宏飞, 刘翔. 强降雨条件下沙丘土壤水分运移特征分析[J]. 水土保持学报, 2015, 29(2): 157-162, 182. [Liu Hao, Zhou Hongfei, Liu Xiang. Analysis of soil moisture migration on sand dune under the condition of heavy rainfall[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2015, 29(2): 157-162, 182. ]

[37] 曹静, 阿拉木萨, 张圆浩. 科尔沁沙地沙丘水分深层渗漏量和侧向运移量[J]. 中国沙漠, 2019, 39(3): 41-47. [Cao Jing, Alamusa, Zhang Yuanhao. Deep percolation and lateral migration of water in sandy dune in the Horqin Sandy Land[J]. Journal of Desert Research, 2019, 39(3): 41-47. ]

[38] Sun P, Ma J, Qi S, et al. The effects of a dry sand layer on groundwater recharge in extremely arid areas: Field study in the western Hexi Corridor of northwestern China[J]. Hydrogeology Journal, 2016, 24(6): 1515-1529.

# Spatial and temporal variations in sand dune soil moisture content and groundwater depth

ZHANG Yuan-hao[1,2], Ala Musa[1], YIN Jia-wang[1,2], JIANG Shao-yan[3]

(1. *Institute of Applied Ecology*, *Chinese Academy of Sciences*, *Shenyang* 110016, *Liaoning*, *China*; 2. *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049, *China*; 3. *Liaoning Forestry Vocation-Technical College*, *Shenyang* 110101, *Liaoning*, *China*)

**Abstract:** In arid and semi–arid dune areas, precipitation is scarce and evaporation occurs quickly; thus, the status of water resources is the key factor for the operation of these ecosystems. Soil water content and groundwater in the dune area are the main water resource measurement indicators. Based on vegetation cover gradients, the typical sand dune types (mobile dunes, semi–fixed dunes, fixed dunes) were selected in the dune study area, and changes in soil moisture content and groundwater depth were measured in the dunes under different vegetation coverage and slope positions. The results revealed that vegetation coverage was the main factor affecting dune soil moisture content. As the vegetation coverage increases, the soil moisture content gradually decreases. The sequence of soil moisture content in each of the dune types was highest in the mobile dune, followed by the semi–fixed dune, and finally the fixed dune. Differences in soil moisture content were also observed at different slope positions, showing the trend of windward slope bottom > leeward slope bottom > middle windward slope > hilltop > leeward slope. The temporal variation characteristics of dune soil moisture were consistent with the occurrence characteristics of rainfall and mainly controlled by the rainfall process. In addition, the seasonal change in the groundwater level in the dune area showed a marked rise in the non–growing season and a gradual decline in the growing season, with an annual variation range of −0.21–0.18 m. Vegetation coverage also affected the groundwater level in the dune area. The coefficient of variation from large to small was fixed dunes > semi–fixed dunes > mobile dunes. The groundwater level is influenced by rainfall; when the cumulative rainfall in a short time or single rainfall exceeds 30 mm, the groundwater level in the dune area shows a corresponding rise. The rise amplitude is influenced by the vegetation coverage and slope position on the dune surface. Furthermore, groundwater may recharge the deep soil water at the bottom of the dune slope, but has no obvious replenishment effect on the soil water in the middle and top of the dune slope.

**Keywords:** dune vegetation coverage; dune slope position; soil moisture content; groundwater depth